

# Zirkulation und Vermischung in der Agulhas Retroflexion während der ARC 12 Messkampagne

Bachelorarbeit

im **Bachelorstudiengang (B.Sc.), Physik des Erdsystems -  
Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik**

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Matthias Krüger

Matrikelnummer: 939003

Erstgutachter: Dr. Marcus Dengler

Zweitgutachter: Prof. Dr. Arne Biastoch

7. Mai 2013





## Zusammenfassung

Diese Arbeit befasst sich mit der Zirkulation und der diapkyknischen Vermischung in der Agulhasregion an der Südspitze des afrikanischen Kontinents. Diese Region ist durch hohe und variable Strömungsgeschwindigkeiten gekennzeichnet. Für die Analyse wurden Daten der ARC 12 Expedition herangezogen, welche sich aus Mikrostruktur-, Temperatur-, Salzgehalts- und Geschwindigkeitsprofilen zusammensetzen. Anhand der Daten wurden Untersuchungen zur räumlichen Verteilung der diapkyknischen Vermischung und der Strömungsgeschwindigkeiten durchgeführt. Zusätzlich wurde die Variabilität der Hintergrundbedingungen untersucht, da die diapkyknischen Vermischungsraten mit dieser in Verbindung gebracht werden.

Die analysierten Mikrostrukturdaten der ARC 12 Expedition zeigen deutliche Unterschiede an den verschiedenen Stationen auf. Stark erhöhte Werte der Dissipationsraten der turbulenten kinetischen Energie ( $\epsilon$ ) werden an allen Stationen unterhalb der Deckschicht verzeichnet. Die Werte erreichen dort Größenordnungen von  $10^{-7}$  W/kg, in einigen Fällen sogar  $10^{-6}$  W/kg. An den Stationen entlang des  $40^\circ$  S Schnittes werden vermehrt Vermischungsereignisse zwischen 100 dbar und 500 dbar Tiefe beobachtet. Die Dissipationsraten erreichen in diesen Abschnitten ebenfalls Werte von bis zu  $10^{-7}$  W/kg. Die turbulenten Austauschkoeffizienten ( $K_\rho$ ) erreichen in 200 dbar Tiefe Größenordnungen von  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s. Zwischen 400 dbar und 1000 dbar werden  $K_\rho$ -Werte von  $4 \cdot 10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s erreicht. Eine Analyse von Scherungsprofilen deutet auf interne Wellen als mögliche Ursache für die erhöhten Dissipationsraten und turbulenten Austauschkoeffizienten hin. Die Ergebnisse zeigen einen um den Faktor 4 erhöhten turbulenten Austauschkoeffizienten im mittleren Teil der Wassersäule gegenüber typisch vorgefundenen Werten in diesem Tiefenbereich im Ozean. Das deutet darauf hin, dass die Agulhas Retroflection ein „Hotspot“ der Vermischung im Südlichen Ozean darstellt.



## Abstract

This Bachelor thesis deals with the circulation and diapycnal mixing in the Agulhas region at the southern tip of Africa. This region is characterized by fast and variable current velocities. Microstructure, salinity, temperature, and current velocity data of the ARC 12 expedition are used. The spatial distributions of diapycnal mixing and current velocities are investigated. Additionally the variability of the background conditions is observed as diapycnal mixing is related to it.

The analyzed microstructure data of the ARC 12 expedition show significant variations at the different stations. Elevated levels of turbulent dissipation rates ( $\epsilon$ ) are observed at all stations below the mixed layer. Here, the magnitudes reach values of  $10^{-7}$  W/kg, in some cases  $10^{-6}$  W/kg. Increased activities of turbulent mixing between 100 dbar and 500 dbar are observed at the stations along the  $40^\circ$  S section. The values of the turbulent dissipation rates in these depths are in the order of  $10^{-7}$  W/kg. In a depth of 200 dbar turbulent eddy diffusivities ( $K_\rho$ ) of  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s occur. Between 400 dbar and 1000 dbar the values are constant at about  $4 \cdot 10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s. The analysis of velocity shear profiles indicates that internal waves cause the observed elevated levels of dissipation rates and turbulent eddy diffusivities. The results show a turbulent diffusivity in midwaters that is increased by a factor of 4 compared to commonly observed values at this depth. It suggests that the Agulhas Retroflection is a hotspot of diapycnal mixing in the Southern Ocean.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Motivation . . . . .	1
1.2	Das Agulhas System . . . . .	1
1.3	Vermischung im Südozean . . . . .	4
1.4	Fragestellung . . . . .	6
<b>2</b>	<b>Daten und Methoden</b>	<b>7</b>
2.1	Daten . . . . .	7
2.2	Methoden . . . . .	9
<b>3</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>11</b>
3.1	Zirkulation . . . . .	11
3.2	Vermischung . . . . .	14
3.3	Schichtungs- und Scherungsverhältnisse . . . . .	17
3.4	Der turbulente Austauschkoefizient . . . . .	20
<b>4</b>	<b>Diskussion</b>	<b>22</b>
4.1	Zusammenfassung der Ergebnisse . . . . .	22
4.2	Diskussion der Ergebnisse . . . . .	22
	<b>Anhang</b>	<b>25</b>
	<b>Literatur</b>	<b>26</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>29</b>





# 1 Einleitung

In diesem Kapitel wird die Bedeutung des Agulhassystems mit Bezug auf die ARC 12 Expedition geschildert. Dabei wird zunächst die Zirkulation im Agulhassystem beschrieben und nachfolgend die Vermischung im Südlichen Ozean problematisiert. Abschließend wird die Fragestellung dargestellt.

## 1.1 Motivation

Die ARC 12 – Expedition (Agulhas Return Current, ARC) startete am 22. Januar 2012 in Kapstadt und endete dort am 9. Februar 2012. Ziel dieser Expedition war es, die physikalischen Vorgänge der diapkyknischen Vermischung (Vermischung über Flächen gleicher Dichte) im Bereich der Front zwischen dem Agulhas System und dem Antarktischen Zirkumpolarstrom (Antarctic Circumpolar Current, ACC) zu quantifizieren. Der Fokus lag dabei auf der Durchmischung von Wassermassen durch mesoskalige Wirbel sowie dem Wassermassenaustausch über eine Frontalzone hinweg.

Diapkyknische Vermischung ist ein wesentlicher Mechanismus für den frontalen Austausch von subtropischen und subpolaren Wasser und spielt somit eine wichtige Rolle im globalen thermohalinen Gleichgewicht [de Ruijter et al., 1999]. In den letzten Jahren wurden vermehrt die Vermischungsprozesse in diesen Regionen untersucht, wobei hauptsächlich der isopyknische Austausch von Wasserpartikeln verfolgt wurde [z.B. Boebel et al., 2003b]. Die Quantifizierung von diapkyknischer Vermischung wird meist durch turbulente Mikrostrukturmessungen vom Forschungsschiff aus vorgenommen. Dabei werden mit Hilfe einer frei fallenden Mikrostruktursonde hochfrequente Scherfluktuationen durch „airfoil“-Scherungssensoren aufgezeichnet. Bisher wurden solche Messungen überwiegend in der Region der Drakestraße, zwischen Feuerland und der Antarktischen Halbinsel, durchgeführt (siehe Kapitel 1.3).

## 1.2 Das Agulhas System

Das Agulhas System an der Südspitze Afrikas stellt eine wichtige Komponente in der globalen Ozeanzirkulation dar [Lutjeharms, 2006]. Es speist den oberen Teil der atlantischen meridionalen Umwälzzirkulation (AMOC) durch den Abfluss von warmen, salzigen Wasser aus dem Indischen Ozean in den Atlantik [Gordon et al., 1992]. Der Agulhas Strom (Agulhas Current, AC) bildet den westlichen Randstrom des subtropischen Wirbels im Indischen Ozean und entsteht durch die großskaligen Windfelder der Südostpassate und der südhemisphärischen Westwinde [Lutjeharms, 2006]. Der Strom wird durch Wasser des subtropischen Wirbels, des Roten Meeres und des Arabischen Meeres sowie durch den Indonesischen Durchfluss

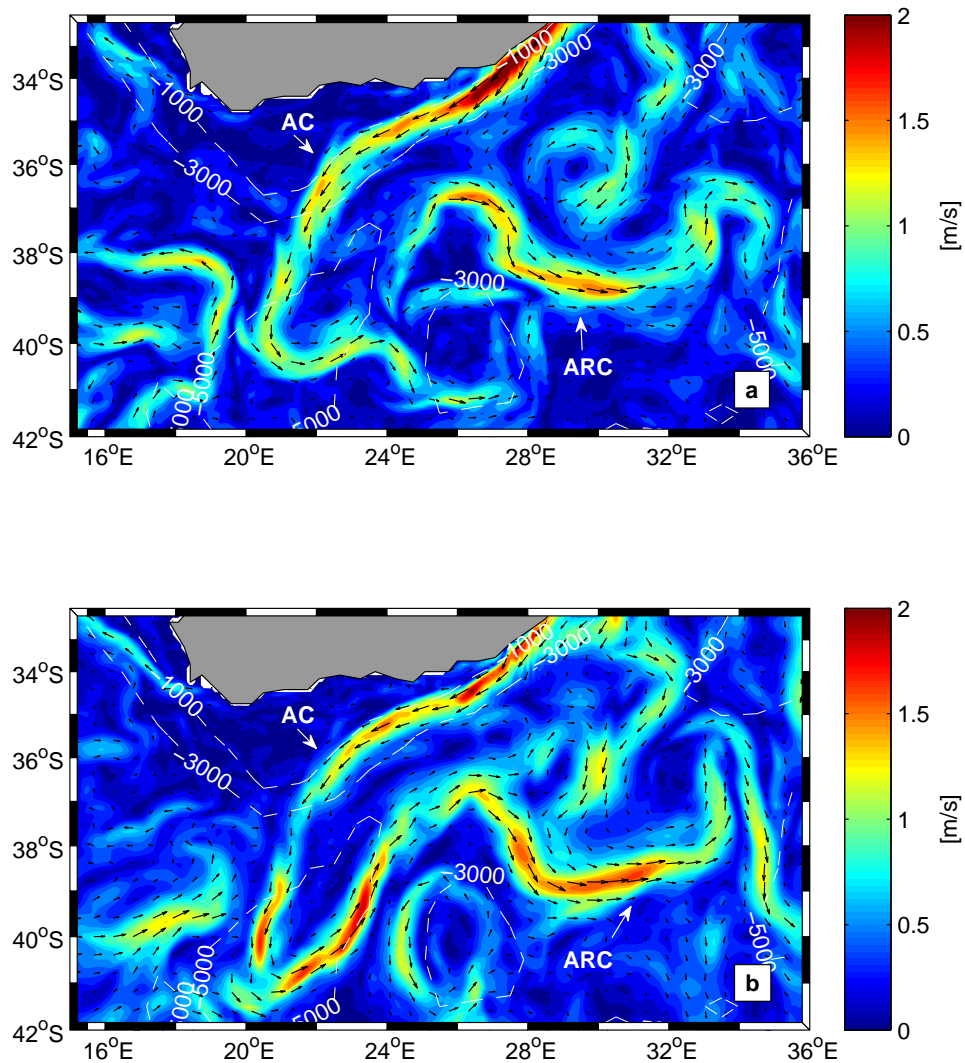


Abbildung 1.1: Oberflächenströmung im Agulhas System. Dargestellt ist die über 3 Tage gemittelte Strömungsgeschwindigkeit an der Oberfläche vom 28.01. - 30.01.2013 (a) und vom 06.02. - 08.02.2012 (b) nach dem Hycom Modell (siehe Kapitel 2.1). Die schwarzen Pfeile markieren die Strömungsrichtung. Die weiß gestrichelten Linien zeigen die Isobathen in Metern. Die Abkürzungen AC und ARC stehen entsprechend für Agulhas Strom und Agulhas Rückstrom.

und den äquatorialen Indischen Ozean gespeist. Verantwortlich dafür sind der Ostmadagaskarstrom sowie mesoskalige Wirbel aus dem Mosambikkanal [Beal et al., 2006]. Der AC fließt als schmaler, schneller Randstrom südwestwärts entlang der Ostküste Südafrikas bis er sich vom Kontinent löst und in der Agulhas Retroflection (Umkehrungszone) als Agulhas Rückstrom zurück in den Indischen Ozean fließt [Beal et al., 2011]. Ein Teil des warmen, salzigen Wassers des ACs wird in der

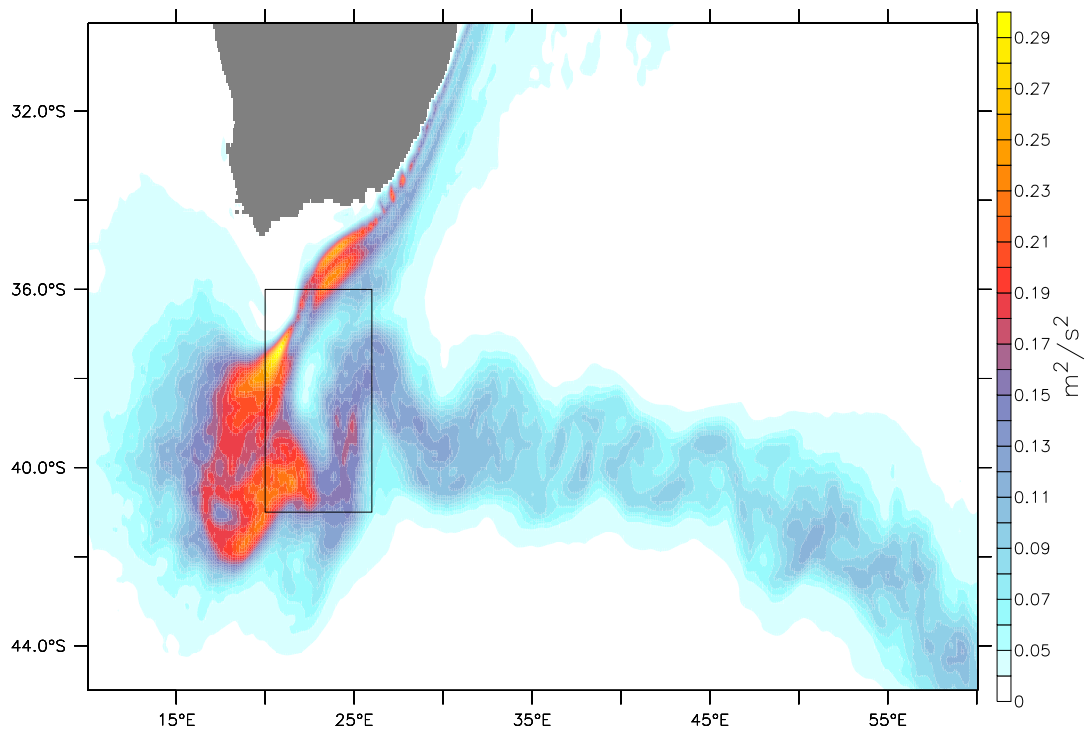


Abbildung 1.2: Varianz der Geschwindigkeit in der Agulhasregion. Berechnet aus den täglichen Mittelwerten der Oberflächengeschwindigkeit aus Modelldaten (weitere Informationen in Durgadoo et al. [2013]). Das schwarze Rechteck markiert das Untersuchungsgebiet. (Erstellt durch Christian Wengel)

Agulhas Retroflection durch Abspaltung von Agulhas Ringen und durch kleinere Filamente in den Atlantischen Ozean transportiert [Boebel et al., 2003a]. Die abgespaltenen Ringe bewegen sich westwärts in den Südatlantik und führen zu einem Wasseraustausch zwischen den antizyklonalen subtropischen Wirbeln des Indischen und des südatlantischen Ozeans [Lutjeharms and Gordon, 1987]. In Abbildung 1.1 sind der Verlauf des ACs entlang der Küste Südafrikas, die Agulhas Retroflection und der Verlauf des ARC's um das Agulhas Plateau zu erkennen.

Der ARC weist neben seiner zonalen Ausbreitung Richtung Osten meridionale Abweichungen auf, die sich durch mehrere Mäander abzeichnen (Abb.1.1). Der erste Mäander liegt über dem Agulhas Plateau. Dort steigt der Meeresboden von 5000 m Tiefe auf bis zu 2500 m an. Der ARC mäandert an dem Plateau nach Norden und kehrt danach zu seiner ursprünglichen Ausbreitungsrichtung zurück [Lutjeharms and Van Ballegooyen, 1984]. Durch diese lateralen Strömungsscherungen kann es zur Herauslösung von mesoskaligen Wirbeln aus den Mäandern kommen. Boebel et al.

[2003b] haben mit Hilfe von Satellitendaten das Abspalten von mesoskaligen Wirbeln aus den Mäandern beobachtet und festgestellt, dass dabei „kalte“ zyklonale als auch „warme“ antizyklonale Wirbel entstehen können. Bei seiner zonalen Ausbreitung stromabwärts folgt der ARC der Subtropischen Front (STF) [Lutjeharms, 2006]. An einigen Stellen trennt er sich von der STF und bildet eine zweite Front aus, die Agulhas Front [Lutjeharms and Ansorge, 2001].

Besonders in der Agulhas Retroflection sind große Geschwindigkeitsabweichungen (dargestellt über die Varianz in Abbildung 1.2) von dem mittleren Verlauf der Strömungen zu erkennen, diese setzen sich weiter entlang des mäandernden ARCs fort. Die Agulhas Region stellt somit ein sehr variables Gebiet dar. Durch die unregelmäßige Abspaltung von Agulhas Ringen in der Agulhas Retroflection und durch das nachfolgende Mäandern und Ablösen von Wirbeln ist es daher sehr schwierig, den genauen Verlauf des Agulhas Rückstroms zu bestimmen [Lutjeharms and Ansorge, 2001].

### 1.3 Vermischung im Südozean

Die diapiknische Vermischung stellt eine direkte Möglichkeit dar, Wärme, Gas- und Nährstoffkonzentrationen innerhalb des geschichteten Ozeans über die Isopyknen (Flächen gleicher Dichte) zu transportieren [Schafstall, 2010]. Verantwortlich dafür ist die molekulare Diffusion von Salz und Temperatur. Durch turbulente Bewegungen werden die lokalen Gradienten von Temperatur und Salz erhöht und somit die Vermischungsrate. Die diapiknische Vermischung erreicht im offenen Ozean typischerweise Werte des turbulenten Austauschkoeffizienten,  $K_\rho$ , der Größenordnung  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  und kleiner [Ledwell et al., 1998]. An ozeanischen Rändern und nahe topographischer Hindernisse werden dagegen Werte beobachtet, die zwei bis drei Größenordnungen höher liegen [z.B. Schafstall et al., 2010].

Der Südliche Ozean stellt eine der energetischsten Regionen der Weltmeere dar [Wu et al., 2011]. Das Zusammenspiel der starken und tief reichenden Strömungen mit der Topographie führt zur Ausbildung von Druckunterschieden in der Umgebung der Topographie. Bei sich ändernder Strömung müssen sich auch die Druckunterschiede ändern, dies kann zur Ausbildung von internen Wellen führen. Diese internen Wellen transportieren Energie, die zur Erzeugung von Turbulenz benötigt wird. Bei dem Auftreten von Instabilitäten, die durch Geschwindigkeitsscherungen erzeugt werden, können die internen Wellen brechen. Dies kann zu erhöhten Vermischungsraten in dieser Region führen. Die Froude Zahl ( $Fr$ ) liefert ein Maß für das Verhältnis der vertikalen Strömungsscherung ( $S^2$ ) zur Stabilität der Schichtung ( $N^2$ ) und ist

definiert als:

$$Fr = \frac{S^2}{N^2} \quad N^2 = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad S^2 = \left( \frac{du}{dz} \right)^2 + \left( \frac{dv}{dz} \right)^2,$$

wobei  $g$  die Schwerkraftbeschleunigung,  $\rho_0$  die potentielle Dichte eines Wasserteilchens,  $\rho$  die potentielle Dichte der Umgebung als Funktion der Tiefe  $z$  sowie  $u$  und  $v$  die zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten sind. Froude Zahlen größer als 4 sind ein notwendiges, aber nicht hinreichendes Kriterium für das Auftreten von Scherinstabilitäten in Form von Kelvin-Helmholtz-Instabilitäten.

Durch die möglichen erhöhten Dissipationsraten in der Wassersäule im Bereich von Topographie (Gebiete in denen starke Variationen der Topographie auftreten) besteht die Möglichkeit, dass turbulente Vermischung im Südlichen Ozean einen entscheidenden Beitrag zur meridionalen Umwälzzirkulation („meridional overturning circulation“, MOC) leisten kann. Die MOC verbindet die Ozeanoberfläche mit dem tiefen Ozean. Dies geschieht durch die Tiefenkonvektion im Nordatlantik und im Südlichen Ozean. Durch das Absinken von Wasser in diesen Bereichen muss an anderen Stellen Wasser wieder aufsteigen. Es wird vermutet, dass ein Großteil des Tiefenwassers durch vom Wind induziertes Aufsteigen im Südlichen Ozean zurück an die Meeresoberfläche gelangt, sowie durch diapiknische Vermischungsprozesse [Schmittner et al., 2007]. Erhöhte turbulente Austauschkoefizienten können den aufwärts gerichteten Transport von Wasser verstärken und somit zur Schließung der meridionalen Umwälzzirkulation beitragen [Garabato et al., 2004].

Garabato et al. [2004] bestimmten den turbulenten Austauschkoefizienten aus Profilen der Temperatur, des Salzgehaltes, des Druckes und der Strömungsgeschwindigkeit. Dabei stießen sie auf Größenordnungen des turbulenten Austauschkoefizienten von  $K_\rho = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  über unebenen Meeresboden in der Drakestraße. Bereits einige tausend Meter über dem Meeresboden sind dort erhöhte turbulente Austauschkoefizienten zu erkennen. Die Ursache für die hohen turbulenten Austauschkoefizienten liegt womöglich an der Energiebereitstellung durch Interne Wellen, die an Topographie entstehen [Garabato et al., 2004]. St. Laurent et al. [2012] beobachteten in der Drakestraße im Bereich von Topographie erhöhte turbulente Austauschkoefizienten von  $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  und größer. Die Ursachen für die erhöhten turbulenten Austauschkoefizienten sehen St. Laurent et al. [2012] übereinstimmend mit Garabato et al. [2004] in den an Topographie entstehenden internen Wellen. In Wu et al. [2011] werden die turbulenten Austauschkoefizienten aus Profilen von „Argo Iridium floats“ im Südlichen Ozean hergeleitet. Die ermittelten Austauschkoefizienten entsprechen der gleichen Größenordnung, die Garabato et al. [2004] und St. Laurent et al. [2012] feststellten. Als Energiequelle für die starke Vermischung nehmen Wu et al. [2011] auch die Ausbildung von internen Wellen an Topographie an. Des

Weiteren ermittelten sie erhöhte Vermischungsraten im oberen Ozean oberhalb von Topographie und folgerten, dass der Südliche Ozean eine Vielzahl von „Hotspots“ der Vermischung liefert. Ledwell et al. [2011] führten westlich der Drakestraße in 1500 m Tiefe ein „Tracer-Release-Experiment“ durch. Die über ein Jahr gemittelte turbulente Diffusivität betrug dabei über ebenen Meeresboden  $1.3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ .

### 1.4 Fragestellung

Ziel dieser Arbeit ist es, die Zirkulation und die Vermischungsprozesse in der Agulhas Retroflexion basierend auf den Daten der ARC 12 Expedition zu beschreiben. Dabei soll durch die Analyse der vorherrschenden Hintergrundbedingungen versucht werden, mögliche Ursachen für die verschiedenen Vermischungsraten zu identifizieren. Als eine Ursache werden erhöhte Werte der Geschwindigkeitsscherung vermutet. Diese können durch interne Wellen entstehen, die wiederum aus dem Zusammenspiel von Strömungen und Topographie oder durch inertiale Bewegungen innerhalb der Deckschicht entstehen [D’Asaro, 1985]. Zusätzlich wird neben der Scherung auch die Stabilität der Schichtung betrachtet, da diese entscheidend für die Vermischungsraten sein kann. Abschließend werden die Ergebnisse mit den Arbeiten in der ACC Region verglichen.

## 2 Daten und Methoden

Im ersten Teil des Kapitels werden die verwendeten Daten beschrieben. Anschließend wird auf die verschiedenen Methoden der Auswertung eingegangen.

### 2.1 Daten

Die in dieser Arbeit verwendeten Datensätze beinhalten Mikrostrukturprofile, Leitfähigkeits- und Temperaturprofile („Conductivity, Temperature and Depth“, CTD), Strömungsdaten (gemessen mittels „Acoustic Doppler Current Profiler“, ADCP) sowie Satellitendaten.

Die Aufzeichnung der Mikrostruktur- und CTD-Profile erfolgte mit der Mikrostruktursonde „MSS90-D“, hergestellt von Sea&Sun Technology in Zusammenarbeit mit ISW-Wassermesstechnik. Die verwendete Sonde ist mit zwei Scherungssensoren („airfoil“), einem schnellen Temperatursensor, einem Beschleunigungssensor, Neigungssensoren und Standard-CTD-Sensoren ausgestattet. Eine genauere Beschreibung der Sonde ist in Prandke and Stips [1998] dargestellt. Die Sonde wird so austariert, dass sie mit einer konstanten Fallgeschwindigkeit von 0.5-0.6 m/s im Wasser sinkt. Dabei bewegt sich das Schiff mit etwa 0.5-1 kn entgegen der Strömungsrichtung. Die Scherungssensoren messen hochfrequente Scherfluktuationen, aus denen die lokale Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie ( $\epsilon$ ) bestimmt werden kann (siehe Kapitel 2.2). Das Rauschlevel der Dissipationsrate liegt bei dieser Sonde unter  $4 \cdot 10^{-10}$  W/kg [Schafstall et al., 2010; Prandke and Stips, 1998].

Insgesamt werden in dieser Arbeit 33 Mikrostrukturprofile verwendet, die während der ARC 12 Reise aufgezeichnet wurden. Die Messungen erfolgten an sieben verschiedenen Stationen. Pro Station wurden zwischen drei und acht Profile direkt hintereinander aufgezeichnet. Die Positionen der einzelnen Mikrostrukturstationen können in Abbildung 2.1 nachvollzogen werden.

Die R/V Melville ist mit einem 75 kHz und einem 150 kHz RDI-Ocean Surveyor ADCP ausgestattet. Für die Datenauswertung wurden die Daten des 75 kHz ADCPs benutzt. In Abbildung 2.1 sind die vorhandenen Datenpunkte der ADCP Messung entlang der Fahrtroute dargestellt. Aus technischen Gründen konnte die Aufzeichnung erst am zweiten Tag der Expedition beginnen. Das verwendete ADCP hat eine Reichweite von ca. 800-900 m, dabei wurde die vertikale Auflösung auf 16 m pro Bin eingestellt (weitere Informationen zur Funktionsweise des RDI-Ocean Surveyor ADCPs in Fischer et al. [2003]).

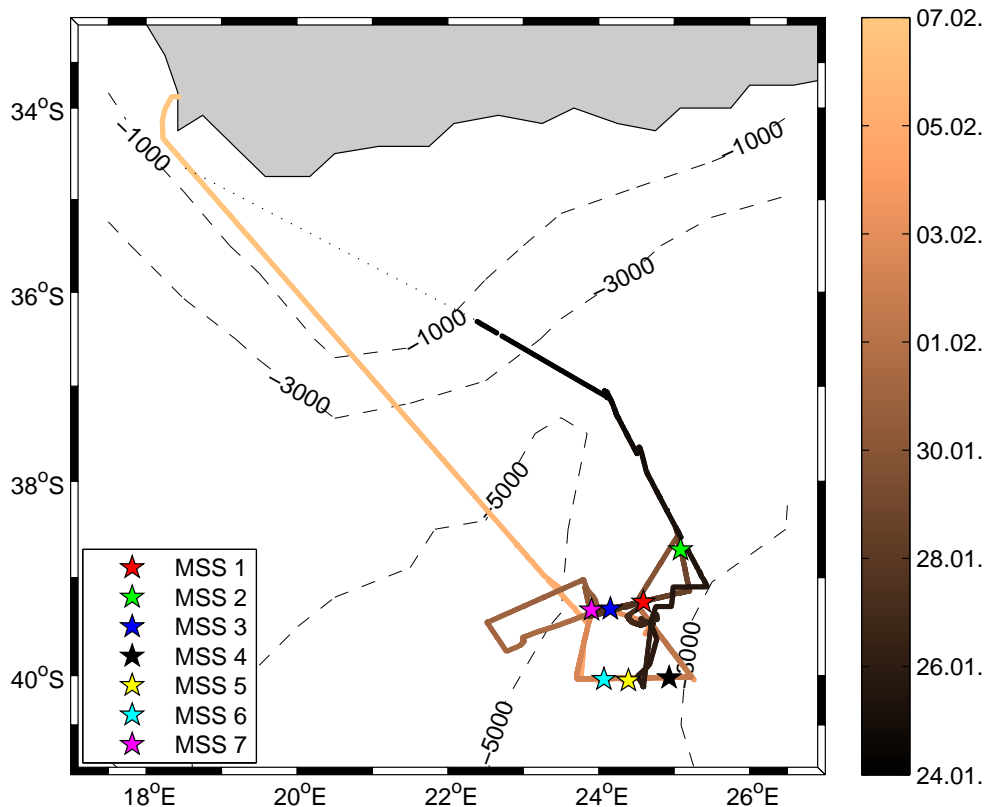


Abbildung 2.1: Fahrtroute und Mikrostrukturstationen. Die farbige Linie stellt die ADCP Datenpunkte entlang der Fahrtroute dar, die gepunktete Linie zeigt den ersten Fahrabschnitt, für diesen sind keine ADCP Messungen vorhanden. Die Sterne stellen die verschiedenen Mikrostrukturstationen dar. Die Stationen vier bis sechs liegen auf dem 40° S Schnitt. MSS Station zwei liegt im nordöstlichen Teil des Messgebietes und die Stationen eins, drei und sieben liegen entlang des 39.3° S Schnittes. Die schwarz gestrichelten Linien zeigen die Isobathen in Metern.

Zusätzlich zu den auf der ARC 12 Expedition erfassten Daten werden Satelliten-Daten<sup>1</sup> von der Messkampagne Tropischer Regenfall („Tropical Rainfall Measuring Mission“, TRMM) verwendet. Die durch Mikrowellensensoren aufgezeichneten Daten besitzen eine räumliche Auflösung von 0.25°. Die TRMM Daten besitzen eine räumliche Abdeckung von 40° N bis 40° S, daher wird mit diesen Daten nicht das gesamte Messgebiet abgedeckt. Für die Darstellung der Meeresoberflächentemperaturen („Sea Surface Temperature“, SST) wurden Dreitagesmittel Datensätze benutzt.

Des Weiteren werden für die Darstellung von Stömungsgeschwindigkeiten Daten

<sup>1</sup>TMI data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by the NASA Earth Science MEaSUREs DISCOVER Project. Data are available at [www.remss.com](http://www.remss.com).



des „Hybrid Coordinate Ocean Models“ (HYCOM) verwendet<sup>2</sup>. Dabei handelt es sich um ein assimilierendes Modell, das eine räumliche Auflösung von  $1/12^\circ$  besitzt und verschiedene vertikale Koordinaten benutzt. Das bietet den Vorteil, dass für die verschiedenen Regionen (Küstenbereich und offener Ozean) die Zirkulation durch die Verwendung der verschiedenen Koordinaten am Besten simuliert wird. Im offenen Ozean werden isopyknische Koordinaten, in der Küstenregion bodenfolgende (Sigma-) Koordinaten und in der Deckschicht kartesische Koordinaten (Tiefenlevel) für die Modellierung verwendet. In dem Modell werden Daten von Satelliten (Meeresoberflächenhöhe und Meeresoberflächentemperatur) sowie vertikale Profile der Temperatur und des Salzgehaltes assimiliert. Bei der Benutzung von HYCOM Daten muss dennoch darauf geachtet werden, dass es sich um ein Modell handelt und dieses nicht die Wirklichkeit widerspiegelt.

## 2.2 Methoden

Die Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie wird mit Hilfe der aufgetragenen Geschwindigkeitsscherungen der „airfoil“ Sensoren bestimmt. Unter Verwendung der Varianzmethode werden die Geschwindigkeitsscherungen in 1 s Intervalle geteilt (1024 individuelle Messungen). Das entspricht einem vertikalen Intervall von 0.5 - 0.6 m. Die Integration des Scherungsspektrums der turbulenten Geschwindigkeitsfluktuationen  $E_{\frac{du}{dz}}$  liefert die Dissipationsrate der turbulenten kinetischen Energie  $\epsilon$  unter Annahme von spektraler Isotropie [z.B. Oakey, 1982; Osborn, 1974, 1980].

$$\epsilon = 7.5\nu \int_{k_{\min}}^{k_{\max}} E_{\frac{du}{dz}}(k) dk$$

Dabei ist  $\nu$  die kinematische Viskosität von Meerwasser. Die Scherungsvarianz wird durch die Integration des Scherungsspektrums von einer niedrigen zu einer hohen Wellenzahl  $k$  berechnet. Da es in der Praxis nicht möglich ist von 0 bis  $\infty$  zu integrieren, wird eine untere Integrationsgrenze mit  $k_{\min} = 3$  cpm gewählt und eine obere variierende Integrationsgrenze zwischen 14 cpm und 30 cpm, abhängig von der Kolgomorov Wellenzahl, gewählt [Schafstall et al., 2010]. Die fehlenden Teile der Integration ergeben sich aus dem Nasmyth Spektrum [Nasmyth, 1970]. Diese Berechnungen werden für jeden der beiden Scherungssensoren separat durchgeführt. Bevor die beiden Dissipationsraten der Scherungssensoren kombiniert werden, müssen die Ausreißer, sog. Spikes, der  $\epsilon$  entfernt werden, da hohe Dissipationsraten die mittlere Vermischung bestimmen und Spikes somit große Auswirkungen auf ein mittleres  $\epsilon$  haben. Spikes entstehen beispielsweise durch eine Kollision der hochempfindlichen Scherungssensoren mit Schwebeteilchen oder Kleintieren in der Wassersäule. Erschei-

---

<sup>2</sup>Daten bereitgestellt durch „Naval Research Laboratory“, U.S.A., für weitere Informationen siehe: <http://www.hycom.org/>

nen beide Dissipationsraten der verschiedenen Sensoren vertrauenswürdig, werden sie zu einem gemeinsamen Mittel  $\bar{\epsilon}$  kombiniert.

Die Stärke der diapiknischen Vermischung im Ozean wird typischerweise als turbulente Diffusivität  $K_\rho$  angegeben. Diese wird mit der Dissipationsmethode von Osborn [1980] aus den Dissipationsraten der turbulenten kinetischen Energie berechnet. Mit Hilfe einer Skalenabschätzung für die turbulente kinetische Energie folgte Osborn [1980], dass die erzeugte Turbulenz in einem stabil geschichteten Ozean bei stationärem Zustand durch zwei Terme balanciert wird: Einerseits die durch Vermischung erzeugte Erhöhung der potentiellen Energie und andererseits die Dissipation von kinetischer Energie auf molekularer Ebene durch Reibung. Die Richardson-Fluss-Zahl ( $R_f$ ) beschreibt das Verhältnis der Auftriebsproduktion von turbulenter kinetischer Energie zur Scherungsproduktion von Turbulenz [Moum, 1996; Schafstall, 2010]. Damit ergibt sich die turbulente Diffusivität  $K_\rho$  wie folgt:

$$K_\rho = \frac{R_f}{1 - R_f} \cdot \frac{\epsilon}{N^2} = \Gamma \frac{\epsilon}{N^2}.$$

Wobei  $\Gamma$  die Effizienz der Vermischung und  $N^2$  die Auftriebsfrequenz darstellen.  $\Gamma$  kann verschiedene Werte annehmen und ist abhängig von der Stärke der Turbulenz. Shih et al. [2005] zeigen in ihren numerischen Studien, dass  $\Gamma$  von der Turbulenz-Aktivitäts-Zahl  $I = \epsilon/\nu N^2$  abhängt. Sie teilen  $I$  in drei Regime ein: Im diffusiven Regime, gemäß kleinen Werten von  $I$  ( $I < 7$ ), fällt die Diffusivität auf molekulare Werte ab; im intermediären Regime ( $7 < \epsilon/\nu N^2 < 100$ ) weist die Diffusivität eine lineare Abhängigkeit mit  $\epsilon/\nu N^2$  auf, die Osborn [1980] vorhersagte; im energetischen Regime, in dem die Turbulenz stark ansteigt, ist  $I > 100$ . Für das intermediäre Regime beträgt  $\Gamma = 0.2$ , diese Annahme trifft für mehr als 70 % der hier verwendeten Daten zu. Somit berechnet sich  $K_\rho$  mit:

$$K_\rho = 0.2 \frac{\epsilon}{N^2}.$$

Die Auftriebsfrequenz  $N^2$  wird aus der Dichteschichtung berechnet (siehe Kapitel 1.3), wobei ein 48 dbar Glättungsintervall benutzt wird um Bias in der vertikalen Schichtung zu vermeiden.

Die Deckschichttiefe definiert sich in dem Untersuchungsgebiet als Tiefe, in der die Oberflächentemperatur um 0.2 °C abgenommen hat. Für jedes Mikrostrukturprofil wird diese Tiefe bestimmt. Anschließend werden für die Berechnung der mittleren Dissipationsraten der turbulenten kinetischen Energie, der Auftriebsfrequenz und der turbulenten Diffusivitäten nur die Messwerte unterhalb der jeweiligen Deckschichttiefe benutzt.

### 3 Ergebnisse

Im folgenden Kapitel wird zunächst die vorherrschende Zirkulation in der Agulhas Region während der ARC 12 Expedition beschrieben. Dabei wird auf die Verläufe des ACs und des ARC eingegangen. Anschließend werden die Vermischungsprozesse untersucht und die Variabilität der Vermischung an den einzelnen Stationen dargestellt. Die Scherungs- und Schichtungsverhältnisse werden im darauffolgenden Abschnitt analysiert. Dabei wird versucht, Ursachen für die verschiedenen Vermischungsraten zu finden. Abschließend werden die turbulenten Austauschkoefizienten dargestellt.

#### 3.1 Zirkulation

Der AC ist in Abbildung 3.1 sehr gut im nordwestlichen Teil der Karte zu erkennen. Die erste Überfahrt erfolgte bei  $36.5^{\circ}\text{S}$  und  $22.5^{\circ}\text{E}$ . Der AC zeichnet sich durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten an der Oberfläche aus, diese erreichen Werte von über  $1.5\text{ m/s}$  mit einer Ausbreitung Richtung Südwesten. Bei der zweiten Überfahrt etwas weiter südwestlicher erreichen sie sogar Werte von  $2\text{ m/s}$ . Der AC ist als ein relativ schmales Band zu erkennen. Aus dem SST Mittel geht hervor, dass der AC

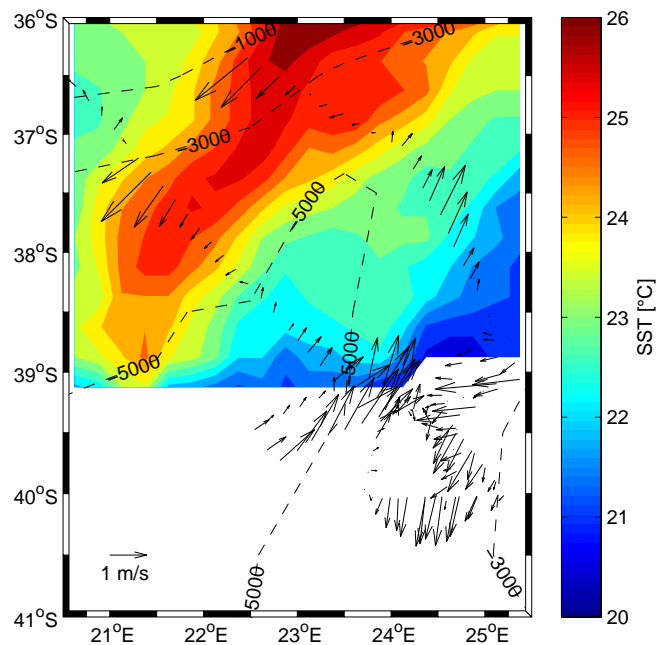


Abbildung 3.1: Meeresoberflächentemperatur und oberflächennahe Strömung. Dargestellt ist ein 3-Tagesmittel der SST (TMI) vom 28. - 30. Januar 2012. Die schwarzen Pfeile zeigen die Strömung zwischen 21 dbar und 37 dbar Tiefe an (ADCP). Die schwarz gestrichelten Linien zeigen die Isobathen in Metern.

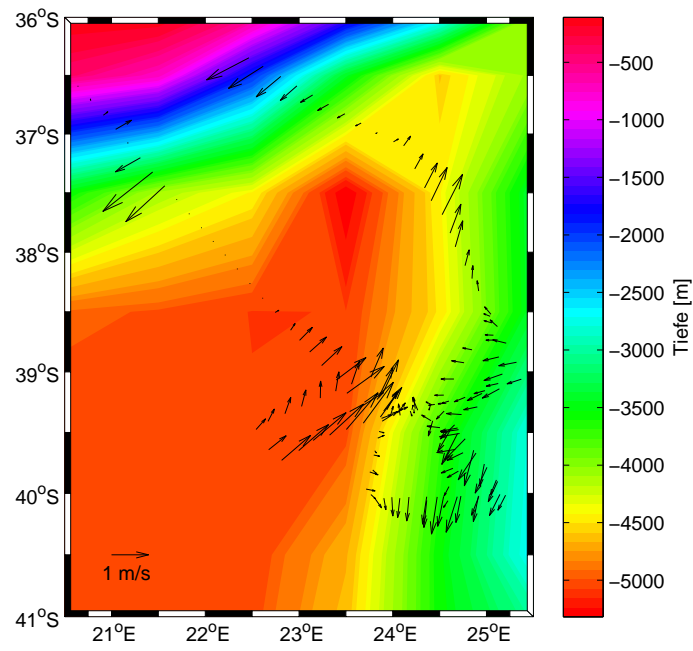


Abbildung 3.2: Bathymetrische Karte (Hintergrundfarbe) und Strömung in 200 dbar Tiefe. Die schwarzen Pfeile zeigen die Strömung zwischen 199 dbar und 215 dbar Tiefe an (ADCP).

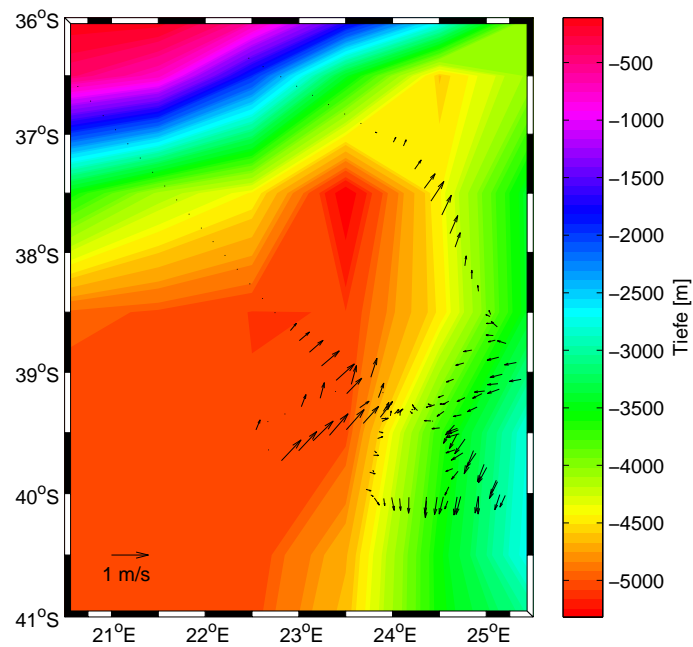


Abbildung 3.3: Bathymetrische Karte (Hintergrundfarbe) und Strömung in 700 dbar Tiefe. Die schwarzen Pfeile zeigen die Strömung zwischen 700 dbar und 716 dbar Tiefe an (ADCP).

warmes Wasser aus dem Indischen Ozean in die Retroflection Zone transportiert. Das Wasser besitzt kurz vor der Umkehrung immer noch Temperaturen von über  $25^{\circ}\text{C}$ .

Bei  $37.5^{\circ}\text{S}$  und  $24.5^{\circ}\text{E}$  erfolgte die erste Fahrt über den ARC. Dieser verläuft mit oberflächennahen Geschwindigkeiten von  $1.5\text{ m/s}$  gegenläufig zum AC Richtung Nordosten. Im Bereich von  $39.5^{\circ}\text{S}$  und zwischen  $23^{\circ}\text{E}$  und  $24^{\circ}\text{E}$  ist der ARC kurz nach der Umkehrung des AC zu erkennen, dort verläuft er genau zwischen dem AC und dem Agulhas Plateau, welches östlich vom ARC liegt. Das Agulhas Plateau zeichnet sich in Abbildung 3.1 durch die  $3000\text{ m}$  Tiefenlinie ab. Die Verläufe des ACs und des ARCs sind auch gut in der Thermokline bei etwa  $200\text{ dbar}$  (Abb. 3.2)

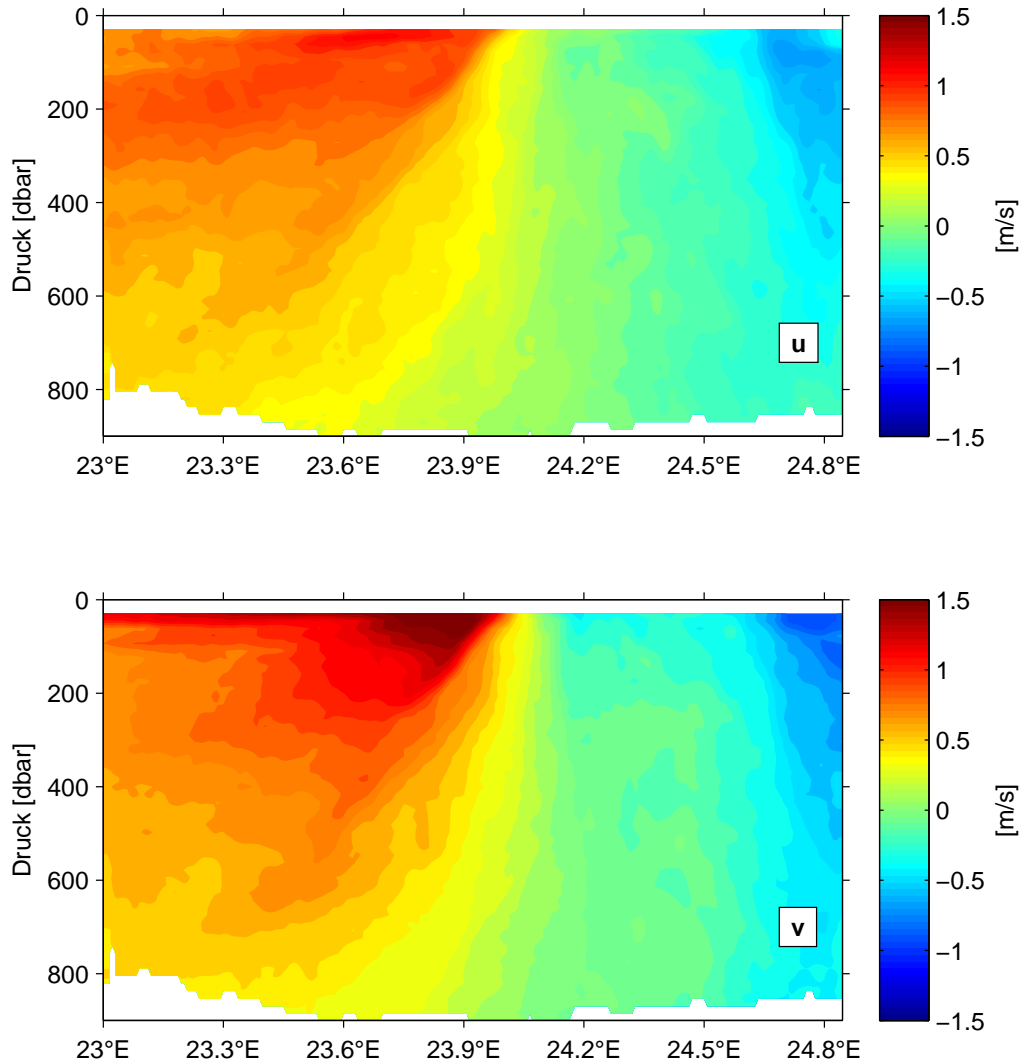


Abbildung 3.4: Zonale (oben) und meridionale (unten) Geschwindigkeiten des ADCPs entlang des Zonalschnittes bei  $39.3^{\circ}\text{S}$ .

zu erkennen und weisen die gleichen Ausbreitungsrichtungen wie an der Oberfläche (Abb. 3.1) auf. Die Geschwindigkeiten des ACs haben sich hier auf 1.5 m/s reduziert. Der ARC besitzt Geschwindigkeiten von über 1 m/s in dieser Tiefe. Der ARC weist in 700 dbar Tiefe (Abb. 3.3) noch Strömungsgeschwindigkeiten von ca. 0.7 m/s auf. Aus den Abbildungen 3.1, 3.2 und 3.3 geht hervor, dass der ARC bis in große Tiefen stark erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten Richtung Nordosten aufweist. Das bestätigt sich auch in Abb. 3.4. Entlang des Schnittes bei 39.3° S (Abb. 3.4) verläuft der ARC zwischen 23° E und 24° E. Im oberen sowie im unteren Teil der Abbildung 3.4 ist die Geschwindigkeitsabnahme von der Oberfläche bis in eine Tiefe von 800 dbar zu erkennen.

In den Abbildungen 3.1, 3.2 und 3.3 sind etwas südöstlich des ARCs bei 40° S und zwischen 24° E und 25° E Strömungen mit Geschwindigkeiten gegenläufig zum ARC zu beobachten. Diese Strömung bewegt sich mit Geschwindigkeiten von 1.5 m/s an der Oberfläche und 0.5 m/s in 700 dbar Tiefe in südwestliche Richtung. Es ist fraglich, worum es sich bei den stark erhöhten Geschwindigkeiten außerhalb des ARCs und ACs in den Abbildungen 3.1, 3.2 und 3.3 handelt. Es könnte sich um einen mesoskaligen Wirbel handeln, der antizyklonal rotiert und über dem Agulhas Plateau liegt. Diese Vermutung basiert auf den HYCOM Modell Daten (siehe Abbildung 1.1). Dabei muss beachtet werden, dass nur aufgrund des HYCOM Modells nicht auf die Existenz des Wirbels geschlossen werden kann. Im folgenden Textverlauf wird die oben beschriebene Geschwindigkeitsstruktur in den Abbildungen 3.1, 3.2 und 3.3 als Wirbel bezeichnet.

## 3.2 Vermischung

Die erste Mikrostruktur Station liegt am nordwestlichen Rand des Wirbels. Die Strömungsgeschwindigkeiten betragen dort an der Oberfläche 0.5 m/s, in tieferen Schichten nehmen sie sehr schnell weiter ab. Erhöhte Dissipationsraten sind unterhalb der Deckschicht zu sehen (Abb. 3.5). Die höchsten Werte treten dabei in einer Tiefe von 20 dbar auf, dort beträgt die mittlere Dissipationsrate  $10^{-6}$  W/kg. Bis 50 dbar sinken die Werte auf  $10^{-8}$  W/kg, darunter ist ein leichter Abfall auf  $10^{-9}$  W/kg in 300 dbar zu verzeichnen. In 720 und 820 dbar Tiefe steigen die Dissipationsraten durch zwei Vermischungsereignisse auf  $10^{-8}$  W/kg an. Station zwei weist ein ähnliches Muster in Bezug auf Strömungsgeschwindigkeiten und Dissipationsraten auf, allerdings sind die Geschwindigkeiten in der gesamten Wassersäule kleiner. Unter der Deckschicht gibt es ein Maximum in der Dissipationsrate gefolgt von einem Minimum in 30 dbar Tiefe. Darunter steigt die Dissipationsrate in 50 dbar Tiefe auf  $3 \cdot 10^{-8}$  W/kg an. In größeren Tiefen verhält sich das Profil der mittleren Dissipationsrate ( $10^{-9}$  W/kg) konstant, allerdings tritt in 580 dbar ein

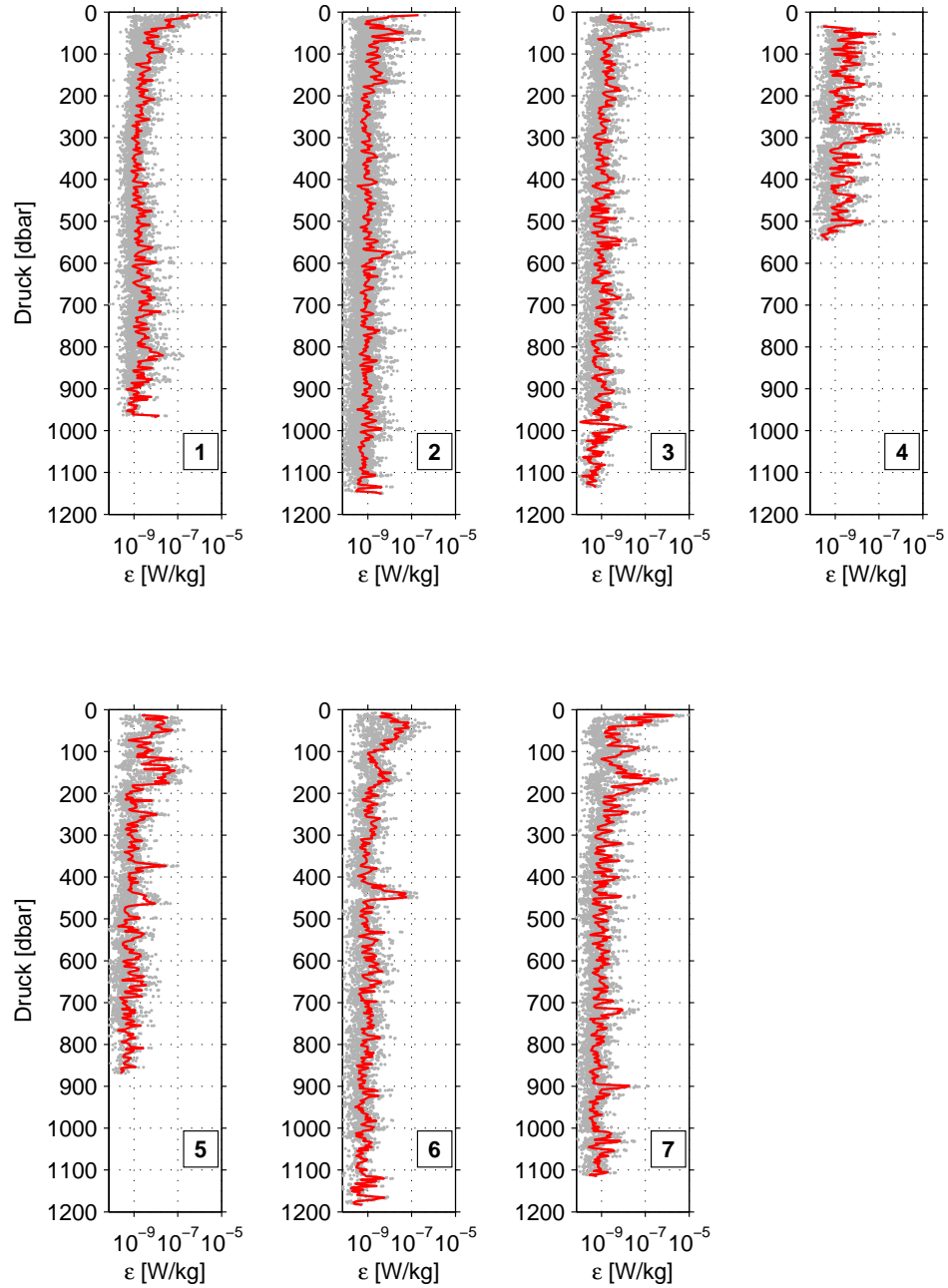


Abbildung 3.5: Profile der turbulenten Dissipationsrate. Dargestellt sind die auf 3 dbar gemittelten einzelnen Profile der MSS Stationen (vgl. Abb. 2.1) (graue Punkte). Die rote Linie zeigt das Mittel aller Profile der jeweiligen Station. Werte oberhalb der Deckschichttiefe sind nicht dargestellt.

Vermischungsereignis auf, das Dissipationsraten von  $10^{-8}$  W/kg zur Folge hat.

MSS Station drei liegt zwischen dem ARC und dem Agulhas Plateau. Die Strömungsgeschwindigkeiten in der gesamten Wassersäule sind sehr gering, dies zeigt sich

auch in der mittleren Dissipationsrate. An der Oberfläche treten nur geringe Werte von  $4 \cdot 10^{-9}$  W/kg auf. In 50 dbar Tiefe steigen die Werte auf  $10^{-7}$  W/kg an und verlaufen darunter konstant mit  $10^{-9}$  W/kg bis in 1100 dbar. In 550 dbar, 650 dbar und 990 dbar steigen die Dissipationsraten für einen kurzen Tiefenabschnitt auf Werte von bis zu  $10^{-8}$  W/kg an. Auf MSS Station vier wurden drei Mikrostrukturprofile bis in 550 dbar Tiefe aufgenommen. Station vier weist eine erhöhte Deckschichttiefe von 30 dbar bis 40 dbar auf. Die Dissipationsraten bewegen sich im Mittel um  $3 \cdot 10^{-9}$  W/kg. In 300 dbar Tiefe ist ein großes Vermischungsereignis zu beobachten, das sich über einen 50 dbar Abschnitt erstreckt und mittlere Dissipationsraten mit bis zu  $10^{-7}$  W/kg erreicht. MSS Station fünf weist erhöhte Werte der Dissipationsrate unterhalb der Deckschicht auf, diese steigen in 50 dbar Tiefe bis auf  $2 \cdot 10^{-8}$  W/kg an. Zwischen 110 dbar und 180 dbar werden durch ein großes Vermischungsereignis Dissipationsraten der turbulenten kinetischen Energie von bis zu  $5 \cdot 10^{-8}$  W/kg erreicht. Darunter treten nur noch kleinere Ereignisse auf, die Werte von bis zu  $10^{-8}$  W/kg auf kurzen Abschnitten erreichen. Die sechste Mikrostruktur Station zeigt erhöhte Dissipationsraten in 50 dbar Tiefe, die bis auf  $8 \cdot 10^{-8}$  W/kg steigen. Außerdem ist bei 450 dbar ein starkes Vermischungsereignis zu beobachten, die Dissipationsraten steigen dort auf  $7 \cdot 10^{-8}$  W/kg an. Die Stationen vier, fünf und sechs liegen im westlichen Bereich des Wirbels mit starken südlichen Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu 1.5 m/s an der Oberfläche und 1 m/s in 200 dbar Tiefe. In dem Bereich mit den hohen Geschwindigkeiten treten auch auf allen Stationen erhöhte Dissipationsraten auf. MSS Station sieben liegt am östlichen Rand des ARCs, dort treten hohe Dissipationsraten von über  $10^{-6}$  W/kg unterhalb der Deckschicht auf. Ein weiteres starkes Vermischungsereignis findet in 170 dbar statt. Die Dissipationsraten steigen dort auf über  $10^{-7}$  W/kg an. Darunter finden kleinere Ereignisse in 720 dbar und 900 dbar Tiefe statt, bei denen Werte von  $10^{-8}$  W/kg in kleinen Abschnitten erreicht werden.

Aus den betrachteten Mikrostrukturprofilen lässt sich feststellen, dass besonders unterhalb der Deckschicht erhöhte Dissipationsraten der turbulenten kinetischen Energie auftreten. Vermischungsereignisse unterhalb von 100 dbar scheinen eher „zufällig“ in verschiedenen Tiefen aufzutreten und sind räumlich und zeitlich variabel. Das bedeutet, dass Vermischungsereignisse auf einer Station nur von kurzer Dauer sind und lediglich in einem oder zwei der Profile zu erkennen sind. Das lässt sich besonders gut an dem Vermischungsereignis an MSS Station vier zeigen, bei dem nicht alle Profile in 300 dbar Tiefe erhöhte Dissipationsraten zeigen. Die Dissipationsraten schwanken dort zwischen  $10^{-10}$  W/kg und  $10^{-6}$  W/kg. An den Stationen vier, fünf und sechs treten trotz der anscheinenden „Zufälligkeit“ und Variabilität vermehrt Vermischungsereignisse zwischen 100 dbar und 500 dbar auf. Im Bereich dieser Stationen liegen hohe Strömungsgeschwindigkeiten in der oberen Wassersäule



vor, die durch den vermeintlichen Wirbel über dem Agulhas Plateau erzeugt werden. Diese speziellen Punkte werden im nächsten Abschnitt genauer untersucht.

### 3.3 Schichtungs- und Scherungsverhältnisse

Im vorigen Abschnitt wurden die mittleren Dissipationsraten der verschiedenen Stationen intensiv betrachtet. Durch die Analyse der Schichtungs- und Scherungs-

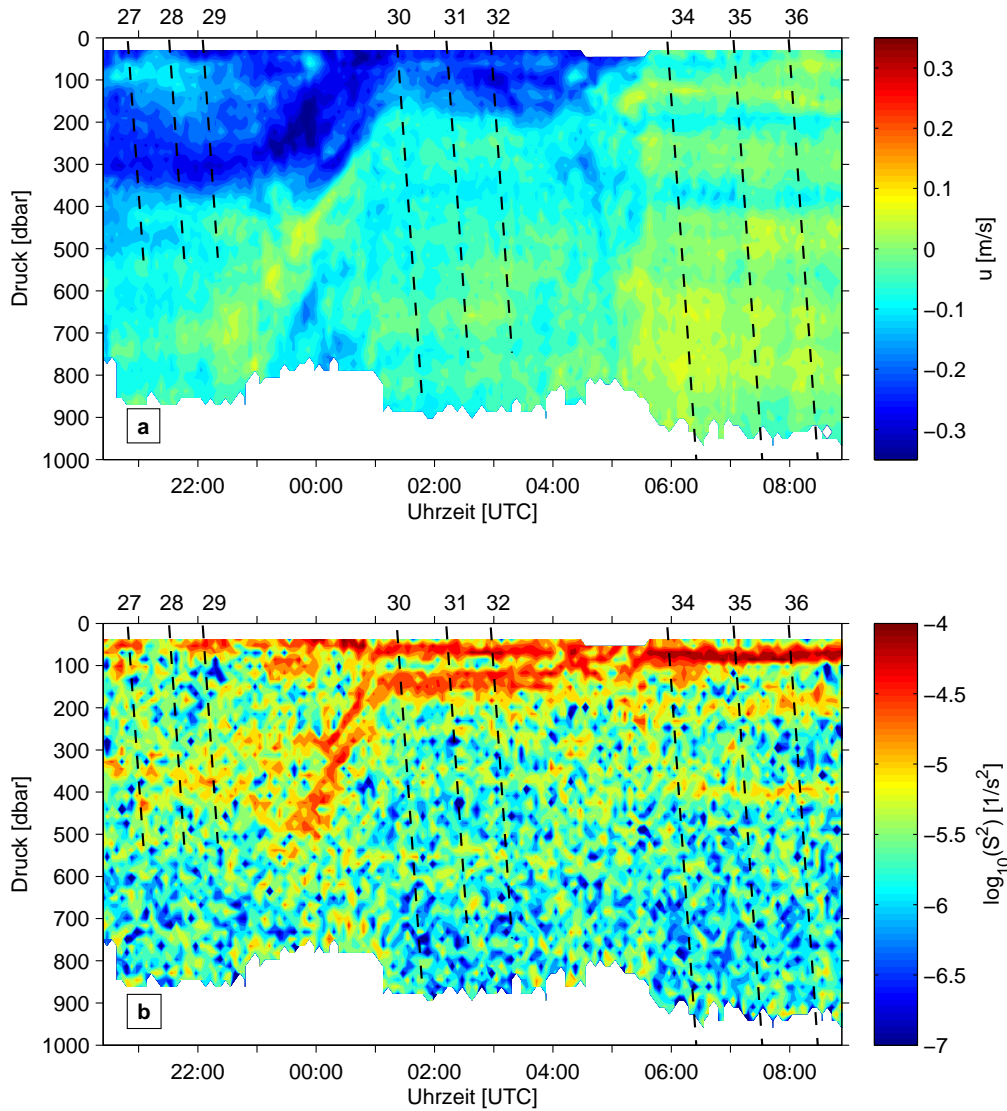


Abbildung 3.6: Zeitserie der zonalen Geschwindigkeit (a) und der Geschwindigkeits-scherung (b) in der Nacht vom 04.02. zum 05.02.2012. Die schwarz gestrichelten Linien stellen die Profile der Mikrostrukturmessungen mit den jeweiligen Profilnummern dar.

verhältnisse wird im folgenden Abschnitt versucht, die verschiedenen Dissipationsraten der Mikrostrukturstationen vier, fünf und sechs zu erklären.

In Abbildung 3.6 b wurde die zeitliche Abfolge der Profile über eine Zeitserie der Geschwindigkeitsscherung  $S^2$  (siehe Kapitel 1.3) gelegt. Bei MSS Station vier (Profile 27, 28 und 29) zeigen sich im Bereich von 50 dbar sowie 300 dbar bis 400 dbar erhöhte Geschwindigkeitsscherungen. Besonders im Profil 27 (Abb. 3.7) sind stark erhöhte Dissipationsraten in 300 dbar Tiefe zu erkennen, die mit einer leicht erhöhten Froude Zahl von 0.5 einhergehen. In den Profilen 28 und 29 treten in dieser Tiefe etwas kleinere Dissipationsraten auf, im Profil 28 ist eine leicht erhöhte Froude Zahl zu erkennen. Dieses Maximum in  $\epsilon$  des Profils 27 lässt sich sehr gut mit dem Eindringen der MSS Sonde in das Scherungsband in 300 dbar Tiefe (siehe Abbildung 3.6 b) in Verbindung bringen. Bei Mikrostrukturstation fünf treten besonders im Bereich von 100 dbar und 150 dbar stark erhöhte Geschwindigkeitsscherungen auf. In 350 dbar Tiefe ist ein Band mit leicht erhöhten Scherungswerten zu erkennen. Die jeweiligen Profile der Dissipationsrate der Station fünf (Abb. 3.8) zeigen im Bereich von 100 dbar bis 200 bar stark erhöhte Werte. Diese gehen mit Froude Zahlen von 0.8 einher. Ein weiteres Maximum in den Dissipationsraten ist in 380 dbar zu erkennen, dort erreichen die Froude Zahlen Werte von 1.

Während der Station sechs mit den Profilen 34 bis 36 sind drei Bänder stark erhöhter Geschwindigkeitsscherung in Abbildung 3.6 b zu erkennen. Diese liegen in Tiefen von 100 dbar, 200 dbar und 400 dbar. Bei der Betrachtung von Abbildung 3.9 ist zu erkennen, dass annähernd in diesen Tiefen erhöhte Dissipationsraten in allen drei Profilen auftreten. Die hohen Dissipationsraten sind besonders im Bereich

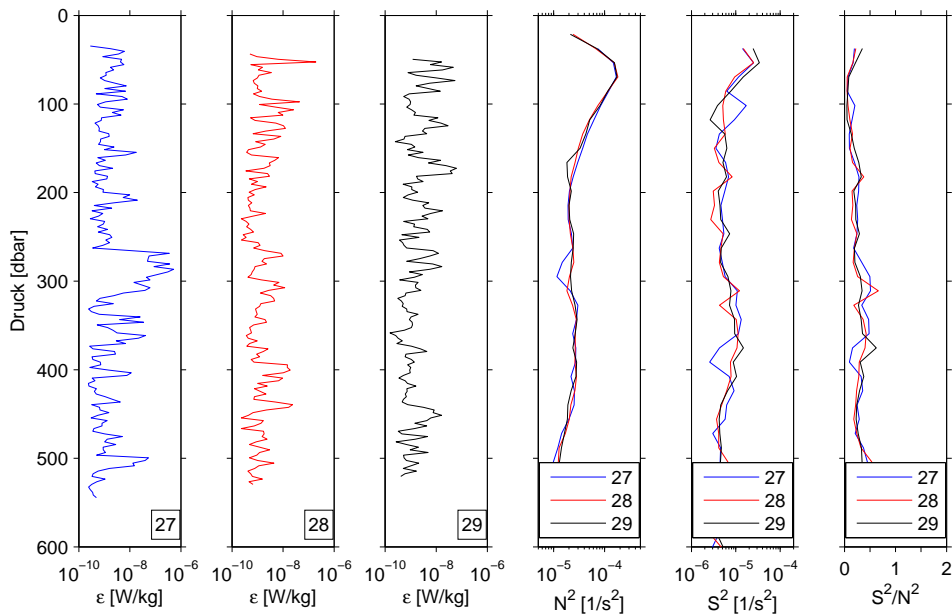


Abbildung 3.7: Dissipationsraten ( $\epsilon$ ), Schichtung ( $N^2$ ), Scherung ( $S^2$ ) und Froude Zahlen ( $S^2/N^2$ ) der MSS Station vier. Die Nummern bezeichnen die einzelnen Profile der Station.

### 3.3 SCHICHTUNGS- UND SCHERUNGSVERHÄLTNISSE

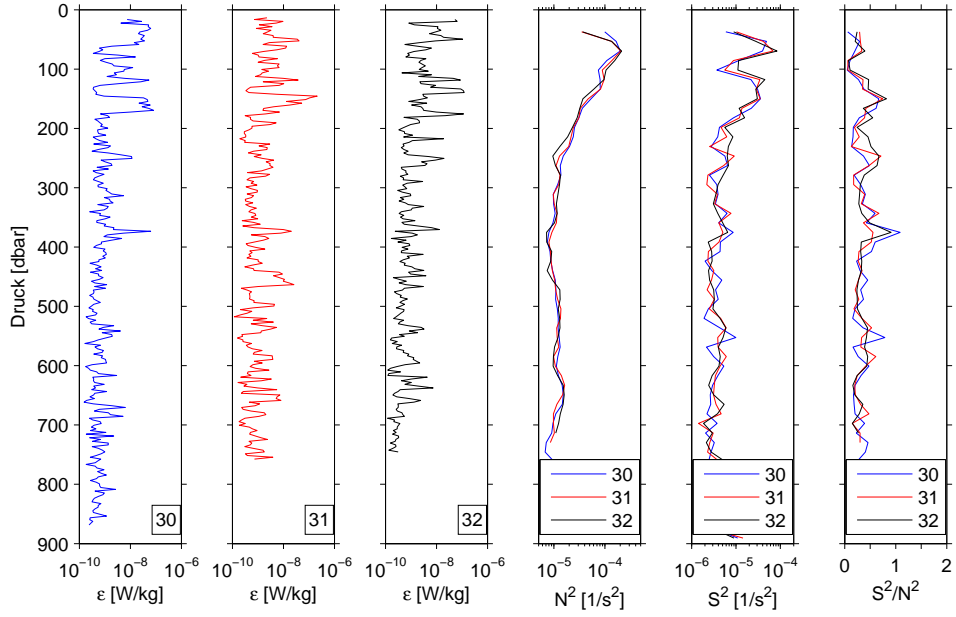


Abbildung 3.8: Dissipationsraten ( $\epsilon$ ), Schichtung ( $N^2$ ), Scherung ( $S^2$ ) und Froude Zahlen ( $S^2/N^2$ ) der MSS Station fünf. Die Nummern bezeichnen die einzelnen Profile der Station.

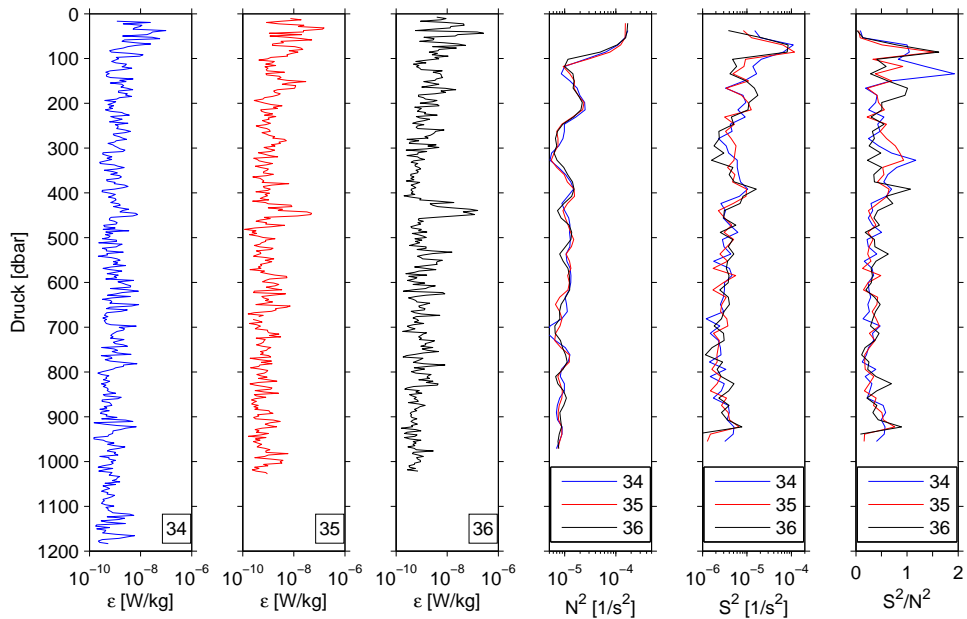


Abbildung 3.9: Dissipationsraten ( $\epsilon$ ), Schichtung ( $N^2$ ), Scherung ( $S^2$ ) und Froude Zahlen ( $S^2/N^2$ ) der MSS Station sechs. Die Nummern bezeichnen die einzelnen Profile der Station.

von 100 dbar mit Froude Zahlen von bis zu 2 verbunden. In 300 dbar bis 400 dbar erreichen die Froude Zahlen Werte von 1. Die hohen Dissipationsraten im Bereich von 80 dbar treten in allen drei Profilen auf. Dagegen steigen die Vermischungsraten

im Tiefenbereich von 150 dbar von Profil 34 zu 36 immer weiter an. Bei genauer Betrachtung des Scherungsbandes in dieser Tiefe fällt auf, dass bei dem Sinken der Mikrostruktursonde durch dieses Band im Profil 34 noch leicht kleinere Werte der Scherung vorhanden sind. Diese Werte steigen von Profil 34 zu 36 weiter an. Die Bereiche der erhöhten Dissipationsraten liegen nicht genau auf den Bereichen der starken Geschwindigkeitsscherung. Die hohen Dissipationsraten in 50 dbar und 150 dbar liegen am oberen Rand der Scherungsbänder, die erhöhten Dissipationsraten in 450 dbar Tiefe liegen am unteren Rand des Scherungsbandes in 400 bar Tiefe. Für die genaue Betrachtung dieser Vermischungsereignisse wurde in Abbildung 3.6 a eine zonale Geschwindigkeitszeitreihe dargestellt. Dort sind genau im Bereich der sechsten Mikrostrukturstation mehrere stark barokline Geschwindigkeitsfluktuationen mit Amplituden von 15 cm/s zu erkennen. Dabei kann es sich um interne Wellen handeln.

Durch die Analyse der Geschwindigkeitszeitserie lassen sich die hohen Dissipationsraten und erhöhten Froude Zahlen auf das Vorkommen von internen Wellen im Bereich der sechsten MSS Station zurückführen. Allerdings wird der kritische Wert der Froude Zahl, der als notwendige Bedingung für die Erzeugung von Instabilitäten angesehen wird, nicht erreicht<sup>3</sup>.

### 3.4 Der turbulente Austauschkoeffizient

Der turbulente Austauschkoeffizient (Abb. 3.10) steigt mit steigenden Dissipationsraten und fallender Schichtung an (siehe Kapitel 2.2). In den oberen 150 dbar liegen die Werte des turbulenten Austauschkoeffizienten bei  $2 - 3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ , zwischen 150 bar und 300 dbar Tiefe steigen die Werte auf bis zu  $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ . Der turbulente Austauschkoeffizient hält sich bis in Tiefen von 1000 dbar relativ konstant bei  $4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ . In einzelnen Abschnitten werden doppelt bis dreimal so hohe Werte erreicht. Die niedrigen Werte an der Oberfläche lassen sich durch die starke Schichtung unterhalb der Deckschicht erklären (siehe Abbildung 3.11 b). Dagegen können die stark erhöhten Werte zwischen 150 dbar und 350 dbar Tiefe durch die hohen Dissipationsraten der turbulenten kinetischen Energie erklärt werden (Abb. 3.11 a). Bei dem Vergleich des turbulenten Austauschkoeffizientens (Abb. 3.10) und der Dissipationsrate (Abb. 3.11) fällt auf, dass die Verläufe unterhalb von 150 dbar bis in 1100 dbar Tiefe sehr ähnlich verlaufen. Somit bestimmt die Schichtung den turbulenten Austauschkoeffizienten nur an der Oberfläche und unterhalb von 1000 dbar, dazwischen haben die Dissipationsraten den größten Einfluss auf  $K_\rho$ .

---

<sup>3</sup>Es muss beachtet werden, dass sich die erhöhten Froude Zahlen nicht sehr gut von dem Rausch Level absetzen (den sehr niedrigen Froude Zahlen). Das könnte daran liegen, dass die Scherungsprofile mit starken Rausch Werten belastet sind. Durch die Anwendung eines Tiefpassfilters könnten die Scherungswerte wahrscheinlich bereinigt werden.

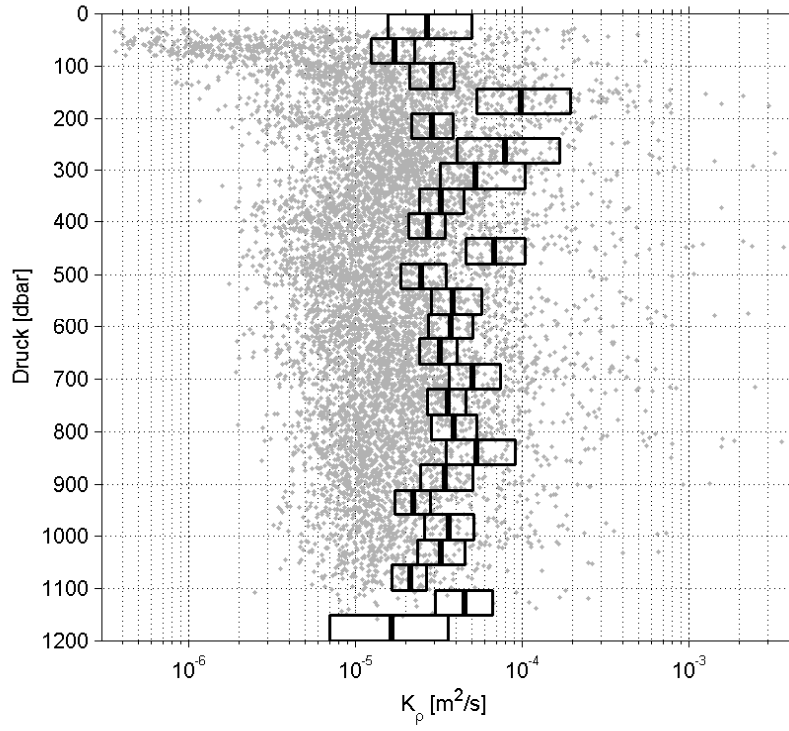


Abbildung 3.10: Turbulente Austauschkoefizient ( $K_\rho$ ). Die Punkte stellen die 3 dbar Werte aller Profile von  $K_\rho$  dar. Die dicken vertikalen Linien stellen die 48 dbar Mittel mit den dazugehörigen 95 % Vertrauensintervallen von  $K_\rho$  aller Profile dar (siehe Anhang A).

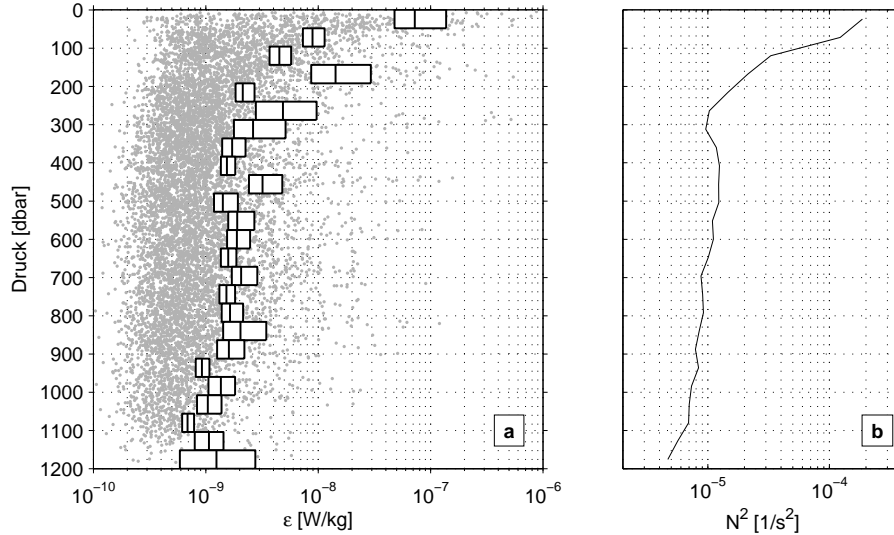


Abbildung 3.11: Mittlere Dissipationsrate ( $\epsilon$ ) und mittlere Schichtung ( $N^2$ ). (a) Die Punkte stellen die 3 dbar Werte aller Profile von  $\epsilon$  dar. Die vertikalen Linien stellen die 48 dbar Mittel mit den dazugehörigen 95 % Vertrauensintervallen von  $\epsilon$  aller Profile dar (siehe Anhang A). (b) 48 dbar Mittel der Schichtung aller Profile.

## 4 Diskussion

In der Diskussion werden zunächst die Ergebnisse zusammengefasst und anschließend diskutiert. Das beinhaltet den Vergleich mit anderen Arbeiten sowie einen kurzen Ausblick.

### 4.1 Zusammenfassung der Ergebnisse

In dieser Arbeit wurde die Variabilität der Zirkulation und der Vermischungsprozesse in der Agulhas Retroflection Region untersucht. Hierfür wurden CTD- und Scherungsdaten von Mikrostrukturmessungen sowie ADCP-Messungen der ARC 12 Expedition im Januar und Februar 2012 analysiert. Des Weiteren wurden Satelliten-(TMI) und Modelldaten (HYCOM) für die Analyse verwendet. Die Ergebnisse sind:

- Der Agulhas Strom und der Agulhas Rückstrom weisen zur Zeit der Untersuchung sehr große Geschwindigkeiten an der Oberfläche auf. Der AC bewegt sich mit 2 m/s auf die Agulhas Retroflection zu. Der ARC strömt mit 1.5 m/s von der Umkehrungszone Richtung Nordosten.
- Der ARC besitzt hohe Geschwindigkeiten bis in große Tiefen. In Tiefen von 700 dbar liegen die Strömungsgeschwindigkeiten über 0.5 m/s.
- Die turbulente Dissipationsrate weist im Untersuchungsgebiet eine hohe räumliche Variabilität auf. Erhöhte Raten wurden besonders unterhalb der Deckschicht verzeichnet. Bei den Mikrostrukturstationen vier bis sechs traten vermehrt Vermischungsereignisse zwischen 100 dbar und 500 dbar Tiefe auf.
- Die starken Vermischungsereignisse an den MSS Stationen vier bis sechs lassen sich durch die erhöhten Geschwindigkeitsscherungen erklären. Diese wurden bei Station sechs durch das Vorkommen von internen Wellen verursacht.
- Im Untersuchungsgebiet besitzt der turbulente Austauschkoefizient ( $K_\rho$ ) stark erhöhte Werte. In Tiefen von 150 dbar bis 300 dbar steigen sie bis auf  $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  an, darunter betragen die Werte bis in Tiefen von 1000 dbar ca.  $4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ .
- Die niedrigen turbulenten Austauschkoefizienten unterhalb der Deckschicht werden durch die stabile Schichtung der Wassersäule verursacht. Die hohen Werte der turbulenten Austauschkoefizienten zwischen 150 dbar und 1000 dbar werden durch die erhöhten Vermischungsraten in diesem Bereich bestimmt.

### 4.2 Diskussion der Ergebnisse

Die dargestellten Analysen zeigten, dass die Agulhas Region ein Bereich erhöhter Variabilität der Vermischung im Ozean ist. Die Vermischung tritt sowohl räumlich

als auch zeitlich sehr unterschiedlich auf. Im Folgenden werden die Ergebnisse mit anderen Arbeiten verglichen, um eine Einordnung zu erhalten.

In dieser Arbeit stellt der ARC einen tief reichenden Strom mit hohen Geschwindigkeiten dar. Die Geschwindigkeiten an der Oberfläche erreichen Werte von 1.5 m/s. Boebel et al. [2003b] beobachteten entlang von 22° E ADCP Geschwindigkeiten des ARCs von 2.1 m/s an der Oberfläche. Die gemessenen Geschwindigkeiten während der ARC 12 Expedition liegen etwas unter den Beobachtungen von Boebel et al. [2003b]. Boebel et al. [2003b] untersuchten die Ablösung von mesoskaligen Wirbeln an den Mäandern des ARCs. Sie beobachteten die Abspaltung von zyklonalen Wirbeln an der Nordseite und von antizyklonalen Wirbeln an der Südseite des ARCs. Diese Wirbel bewegen sich westwärts und verbinden sich mit den östlich liegenden Mäandern oder lösen sich auf. Das bekräftigt die Vermutung, dass die erhöhten Geschwindigkeiten westlich des Agulhas Plateaus durch einen antizyklonalen mesoskaligen Wirbel verursacht werden, der über dem Agulhas Plateau liegt.

Die Annahme, dass die erhöhten Vermischungsraten durch interne Wellen ausgelöst werden, konnte bestätigt werden. Die Ursache der internen Wellen ist allerdings unklar und kann nicht mit den verwendeten Methoden erklärt werden. Da der Aufenthalt an den Stationen zu kurz war, kann die Ausbreitungsrichtung der internen Wellen nicht bestimmt werden. Es ist daher möglich, dass die internen Wellen in Verbindung mit Topographie (Kapitel 1.3) oder an der Oberfläche entstehen. Die Wellen an der Oberfläche entstehen durch inertiale Bewegungen innerhalb der Deckschicht, angeregt vom Wind, und werden in den geschichteten Ozean unterhalb der Deckschicht abgestrahlt [D’Asaro, 1985]. Schafstall [2010] zeigte, dass sich eine Vielzahl der Ereignisse von erhöhter Turbulenz entfernt der Küste auf die Existenz von windinduzierten inertialen Wellen zurückführen lässt. Wu et al. [2011] führte die erhöhten Dissipationsraten zwischen 300 m und 900 m Tiefe auf die inertialen Bewegungen, die durch den starken Wind verursacht werden, zurück. Die Geschwindigkeitsscherung in der Tiefe der internen Wellen (siehe Abbildung 3.6) weist erhöhte Werte auf, die somit als Ursache für die erhöhten Dissipationsraten in Frage kommt (siehe Kapitel 3.3).

Die analysierten Mikrostrukturmessungen sind die einzigen dieser Art, die bisher in dem untersuchten Gebiet durchgeführt wurden. Daher können die Ergebnisse ausschließlich mit Arbeiten in der Drakestraße verglichen werden. St. Laurent et al. [2012] zeichneten entlang der starken Fronten des ACCs in der Drakestraße Dissipationsraten von  $10^{-8}$  W/kg in mittleren Tiefen auf. Die turbulenten Austauschkoefizienten über dem Phoenix Rücken erreichten bei ihnen Werte von  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s. Wu et al. [2011] fanden in Gebieten mit unebenem Meeresboden entlang des gesamten ACCs turbulente Austauschkoefizienten mit Werten von  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s und größer vor. Die erhöhten Dissipationsraten und turbulenten Austauschkoefizienten

in St. Laurent et al. [2012] und Wu et al. [2011] wurden durch interne Wellen ausgelöst, die sich bei dem Zusammenspiel von Strömung mit Topographie ausbildeten. Somit stimmen die Größenordnungen der turbulenten Austauschkoeffizienten, die in der Agulhas Retroflection bestimmt wurden, mit denen entlang des ACCs über Topographie überein.

Die von Ledwell et al. [2011] bestimmten Werte des turbulenten Austauschkoeffizienten aus dem „Tracer-Release-Experiment“ betragen westlich der Drakestraße  $1.3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ . Aus zeitgleich durchgeführten Mikrostrukturmessungen errechneten sie Werte des turbulenten Austauschkoeffizienten von  $5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  zwischen 500 m und 1000 m Tiefe. Diese Werte unterscheiden sich fast um das 10-fache von denen, die in dieser Arbeit im gleichen Tiefenintervall bestimmt wurden ( $K_\rho = 4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ).

Insgesamt zeigen die durchgeführten Messungen, dass die turbulenten Austauschkoeffizienten bis in 1000 bar Tiefe erhöht gegenüber bisherigen Ergebnissen von Messungen im ACC sind. Die Werte des turbulenten Austauschkoeffizienten betragen in der Agulhas Retroflection  $4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  (mit den unteren und oberen 95 % Vertrauensgrenzen von ungefähr  $3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  und  $6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ , Berechnung siehe A)). Wu et al. [2011] zeigten, dass in der Drakestraße die Dissipationsraten in den oberen 1200 m der Wassersäule über Topographie denen über ebenen Meeresboden entsprechen. Die erhöhten Vermischungsraten wurden erst in größeren Tiefen verzeichnet.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass die Agulhas Retroflection ein „Hotspot“ für erhöhte Vermischungsraten darstellt. Durch die erhöhten Austauschkoeffizienten können die Vermischungsereignisse einen wesentlichen Beitrag zur Schließung der MOC beitragen (siehe Kapitel 1.3). Das greift die Vermutung von Kunze and Sanford [1996] auf, dass für die Schließung der globalen Wassermassenzirkulation regionale „Hotspots“ verantwortlich sind. Um diese Vermutung weiter zu bestätigen, sollten weitere Messungen in möglichen „Hotspots“ durchgeführt werden. Damit können sicherlich noch weitere regionale Punkte mit starken Vermischungsereignissen lokalisiert werden.



## Anhang

### A Abschätzung der Fehler für $K_\rho$

Für die Bestimmung der Fehler des turbulenten Austauschkoeffizienten wurde eine Gaußsche Fehlerfortpflanzung ähnlich der von Ferrari and Polzin [2005] angewendet:

$$C_{95}(K_\rho) = K_\rho \left[ \left( \frac{\Delta\Gamma}{\Gamma} \right)^2 + \left( \frac{C_{95}(\epsilon)}{\epsilon} \right)^2 + \left( \frac{C_{95}(N^2)}{N^2} \right)^2 \right]^{1/2},$$

dabei stellt  $\Delta\Gamma$  die Messunsicherheit der Effizienz der Vermischung dar.  $\Delta\Gamma$  wurde mit 0.04 gewählt [St. Laurent and Schmitt, 1999],  $C_{95}(\epsilon)$  und  $C_{95}(N^2)$  stellen die 95 % Vertrauensintervalle von  $\epsilon$  und  $N^2$  dar. Diese ergeben sich für jeden Tiefenintervall mit Hilfe der „bootstrap“ Methode [Efron, 1979].

## Literatur

- Beal, L. M., Chereskin, T. K., Lenn, Y. D., and Elipot, S. (2006). The sources and mixing characteristics of the Agulhas Current. *Journal of physical oceanography*, 36(11):2060–2074.
- Beal, L. M., De Ruijter, W. P. M., Biastoch, A., Zahn, R., et al. (2011). On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. *Nature*, 472(7344):429–436.
- Boebel, O., Lutjeharms, J. R. E., Schmid, C., Zenk, W., Rossby, T., and Barron, C. (2003a). The Cape Cauldron: a regime of turbulent inter-ocean exchange. *Deep Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(1):57–86.
- Boebel, O., Rossby, T., Lutjeharms, J. R. E., Zenk, W., and Barron, C. (2003b). Path and variability of the Agulhas Return Current. *Deep Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 50(1):35–56.
- D’Asaro, E. A. (1985). The energy flux from the wind to near-inertial motions in the surface mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 15(8):1043–1059.
- de Ruijter, W. P. M., Biastoch, A., Drijfhout, S. S., Lutjeharms, J. R. E., Matano, R. P., Pichevin, T., van Leeuwen, P. J., and Weijer, W. (1999). Indian-Atlantic interocean exchange: Dynamics, estimation and impact. *J. Geophys. Res.: Oceans (1978–2012)*, 104(C9):20885–20910.
- Durgadoo, J. V., Loveday, B. R., Reason, C. J. C., Penven, P., and Biastoch, A. (2013). Agulhas leakage predominantly responds to the Southern Hemisphere westerlies. *J. Phys. Oceanogr.* Revised & re-submitted.
- Efron, B. (1979). Bootstrap methods: another look at the jackknife. *The annals of Statistics*, pages 1–26.
- Ferrari, R. and Polzin, K. L. (2005). Finescale Structure of the T-S Relation in the Eastern North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 35(8):1437–1454.
- Fischer, J., Brandt, P., Dengler, M., Müller, M., and Symonds, D. (2003). Surveying the Upper Ocean with the Ocean Surveyor: A New Phased Array Doppler Current Profiler. *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, 20(5):742–751.
- Garabato, A. C. N., Polzin, K. L., King, B. A., Heywood, K. J., and Visbeck, M. (2004). Widespread Intense Turbulent Mixing in the Southern Ocean. *Science*, 303(5655):210–213.

- Gordon, A. L., Weiss, R. F., Smethie, W. M., and Warner, M. J. (1992). Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. *J. Geophys. Res.: Oceans (1978–2012)*, 97(C5):7223–7240.
- Kunze, E. and Sanford, T. B. (1996). Abyssal mixing: Where it is not. *J. Phys. Oceanogr.*, 26(10):2286–2296.
- Ledwell, J. R., St. Laurent, L. C., Girton, J. B., and Toole, J. M. (2011). Diapycnal Mixing in the Antarctic Circumpolar Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 41(1):241–246.
- Ledwell, J. R., Watson, A. J., and Law, C. S. (1998). Mixing of a tracer in the pycnocline. *J. Geophys. Res.: Oceans (1978–2012)*, 103(C10):21499–21529.
- Lutjeharms, J. R. E. (2006). *The Agulhas Current*. Springer.
- Lutjeharms, J. R. E. and Ansorge, I. J. (2001). The Agulhas Return Current. *J. Marine Systems*, 30(1):115–138.
- Lutjeharms, J. R. E. and Gordon, A. L. (1987). Shedding of an Agulhas ring observed at sea. *Nature*, 325(6100):138–140.
- Lutjeharms, J. R. E. and Van Ballegooyen, R. C. (1984). Topographic control in the Agulhas Current system. *Deep Sea Res. Part A: Oceanographic Research Papers*, 31(11):1321–1337.
- Moum, J. N. (1996). Efficiency of mixing in the main thermocline. *J. Geophys. Res.*, 101(C5):12057–12.
- Nasmyth, P. W. (1970). Oceanic turbulence.
- Oakey, N. (1982). Determination of the rate of dissipation of turbulent energy from simultaneous temperature and velocity shear microstructure measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, 12(3):256–271.
- Osborn, T. R. (1974). Vertical profiling of velocity microstructure. *J. Phys. Oceanogr.*, 4(1):109–115.
- Osborn, T. R. (1980). Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, 10(1):83–89.
- Prandke, H. and Stips, A. (1998). Test measurements with an operational microstructure-turbulence profiler: Detection limit of dissipation rates. *Aquatic Sciences*, 60(3):191–209.

## LITERATUR

- Schafstall, J. (2010). Turbulente Vermischungsprozesse und Zirkulation im Auftriebsgebiet vor Nordwestafrika. *PhD, RD1-Physical Oceanography, Christian-Albrechts-Universität, Kiel*.
- Schafstall, J., Dengler, M., Brandt, P., and Bange, H. (2010). Tidal-induced mixing and diapycnal nutrient fluxes in the Mauritanian upwelling region. *J. Geophys. Res.: Oceans (1978–2012)*, 115(C10).
- Schmittner, A., Chiang, J. C., and Hemming, S. R. (2007). Introduction: The ocean’s meridional overturning circulation. *Geophysical Monograph Series*, 173:1–4.
- Shih, L. H., Koseff, J. R., Ivey, G. N., and Ferziger, J. H. (2005). Parameterization of turbulent fluxes and scales using homogeneous sheared stably stratified turbulence simulations. *J. Fluid Mech.*, 525:193–214.
- St. Laurent, L., Garabato, A. N., Ledwell, J. R., Thurnherr, A. M., and Toole, J. M. (2012). Turbulence and diapycnal mixing in Drake Passage. *J. Phys. Oceanogr.*, 42(12):2143–2152.
- St. Laurent, L. and Schmitt, R. W. (1999). The Contribution of Salt Fingers to Vertical Mixing in the North Atlantic Tracer Release Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 29(7):1404–1424.
- Wu, L., Jing, Z., Riser, S., and Visbeck, M. (2011). Seasonal and spatial variations of Southern Ocean diapycnal mixing from Argo profiling floats. *Nature Geoscience*, 4(6):363–366.

## Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Dr. Marcus Dengler für die sehr gute Betreuung und die Bereitstellung des sehr interessanten Themas. Er stand immer für Nachfragen zur Verfügung und gab stets nützliche Anregungen zur Analyse der Daten. Außerdem danke ich Tim Fischer, Rebecca Hummels und Sören Thomsen. Sie unterstützten mich besonders bei technischen und inhaltlichen Fragen und erleichterten mir die graphische Auswertung der Daten. Prof. Dr. Arne Biastoch danke ich für interessante Anregungen und die Bereitstellung von Modell Daten. Damit verbunden danke ich Jonathan Durgadoo und Christian Wengel für die Extraktion der Daten aus dem Modell und die nachfolgende graphische Darstellung.

Weiterhin danke ich dem „Naval Research Laboratory“ für die Bereitstellung der Daten der ARC 12 Reise, sowie allen beteiligten Personen, die an der Vorbereitung der Daten für die Auswertung beteiligt waren.



# Erklärung

Hiermit erkläre ich, Matthias Krüger, dass ich die vorliegende Arbeit, *Zirkulation und Vermischung in der Agulhas Retroflection während der ARC 12 Messkampagne*, selbstständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem Speichermedium (Name der Datei: 939003.pdf).

Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

---

Kiel, den 7. Mai 2013, Matthias Krüger